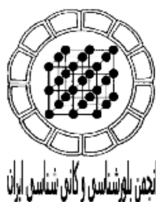
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی



سال بیست و نهم، شمارۀ اول، بهار ۱۴۰۰، از صفحۀ ۸۱ تا ۹۶

بررسی شیمی سنگ کل و محیط تکتونیکی گنیس‌های شرق سلماس (غرب دریاچه ارومیه)، شمال غرب ایران

ثریاسادات سعیدی، رباب حاجی علی‌اوغلی*، محسن مؤذن

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۱/۹، نسخه نهایی: ۹۹/۳/۲۷)

چکیده: گنیس‌های شرق سلماس در شمالی‌ترین بخش پهنه سنندج – سیرجان به دو صورت نواری و دگرشکل در شش گروه با ترکیب‌های سنگ شناسی مختلف دیده می‌شوند که سنگ مادر آنها از نوع پاراگنیس، با نوع سنگ مادر رسوبی آرکوز و از نظر بافتی نابالغ هستند. براساس بررسی‌های انجام شده، سنگ مادر گنیس‌های مورد بررسی از نظر روند بلوغ شیمیایی در گستره آب و هوایی مرز خشک به نیمه خشک، با ترکیب گرانیتی متوسط و شاخص شیمیایی دگرسانی حدود ۵۵ درصد تعیین شده است. روند خطی در نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی سنگ خاستگاه مادر گنیس‌های منطقه، بیانگر پدیده‌ی ذوب‌بخشی و گرانیتی‌شدن در تشکیل این سنگ‌هاست که الگوی نمودارهای بهنجارشده این سنگ‌ها همخوانی خوبی با نمودارهای پاراگنیس‌های نوعی دنیا نشان می‌دهند. براساس بررسی نمودارهای مختلف، محیط تشکیل زمین‌ساختی گنیس‌ها بیشتر از نوع کرانه قاره‌ای با روند رسوب‌های فعال است.

واژه‌های کلیدی: *کانی شناسی؛ شیمی سنگ کل؛ گنیس؛ پاراگنیس؛ شرق سلماس؛ غرب دریاچه ارومیه؛ پهنه سنندج - سیرجان.*

مقدمه

مجموعه دگرگونی شرق سلماس (غرب دریاچه ارومیه) در دورترین بخش شمال غرب ایران و در برخوردگاه دو پهنه مهم ساختاری سنندج – سیرجان و ایران مرکزی قرار دارد. این منطقه براساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و نیز ساختارهای زمین‌شناسی متنوع توسط پژوهشگران مختلف به پهنه‌های متفاوتی چون پهنه زمین‌ساختی ایران مرکزی [۱-۳] زیر پهنه خوی – مهاباد [۴]، بخش شمالی پهنه سنندج – سیرجان [۵]، بخشی از پهنه آمیزه رنگین و افیولیتی [۶]، بخشی از گودال مولاس آتشفشانی ایران مرکزی [۷] و پهنه سنندج – سیرجان [۸، ۹] نسبت داده شده است. با توجه به پیمایش‌های صحرایی و بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، مجموعه دگرگونی شرق سلماس ارتباط تنگاتنگی با واحدهای پهنه سنندج – سیرجان دارد. پهنه سنندج – سیرجان پهنه‌ای به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵۰ کیلومتر است که از غرب دریاچه ارومیه تا گسل میناب با روند شمال غرب – جنوب شرق ادامه دارد. پهنه سنندج – سیرجان، بویژه شمال غرب آن، دارای انواع سنگ‌های دگرگونی و توده‌های آذرین چند فازی با گستره‌های سنی متفاوت است. با توجه به قرار گرفتن پهنه سنندج – سیرجان در سامانه کوهزایی زاگرس که بین کمان ماگمایی ارومیه – دختر و زاگرس چین خورده قرار دارد [۹]، مجموعه سنگ‌های آذرین و دگرگونی این پهنه می‌تواند دستخوش فرآیند باز و بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس نیز قرار گرفته باشد. براساس ویژگی‌های سنگ شناسی و ساختاری، پهنه سنندج – سیرجان بیانگر یک کافت درون قاره‌ای در سپر پرکامبرین ایران و عربستان بوده که این گودال تا جنوب شرق ترکیه ادامه داشته است [۱]. این پهنه یک کمربند دگرگونی عمومی با رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت است که بخش عمده‌ی آن از

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۱۳۳۳۹۲۷۰۳، نمابر: ۰۴۱۳۳۳۵۶۰۲۹، پست الکترونیکی:hajialioghli@tabrizu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.6.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.81]

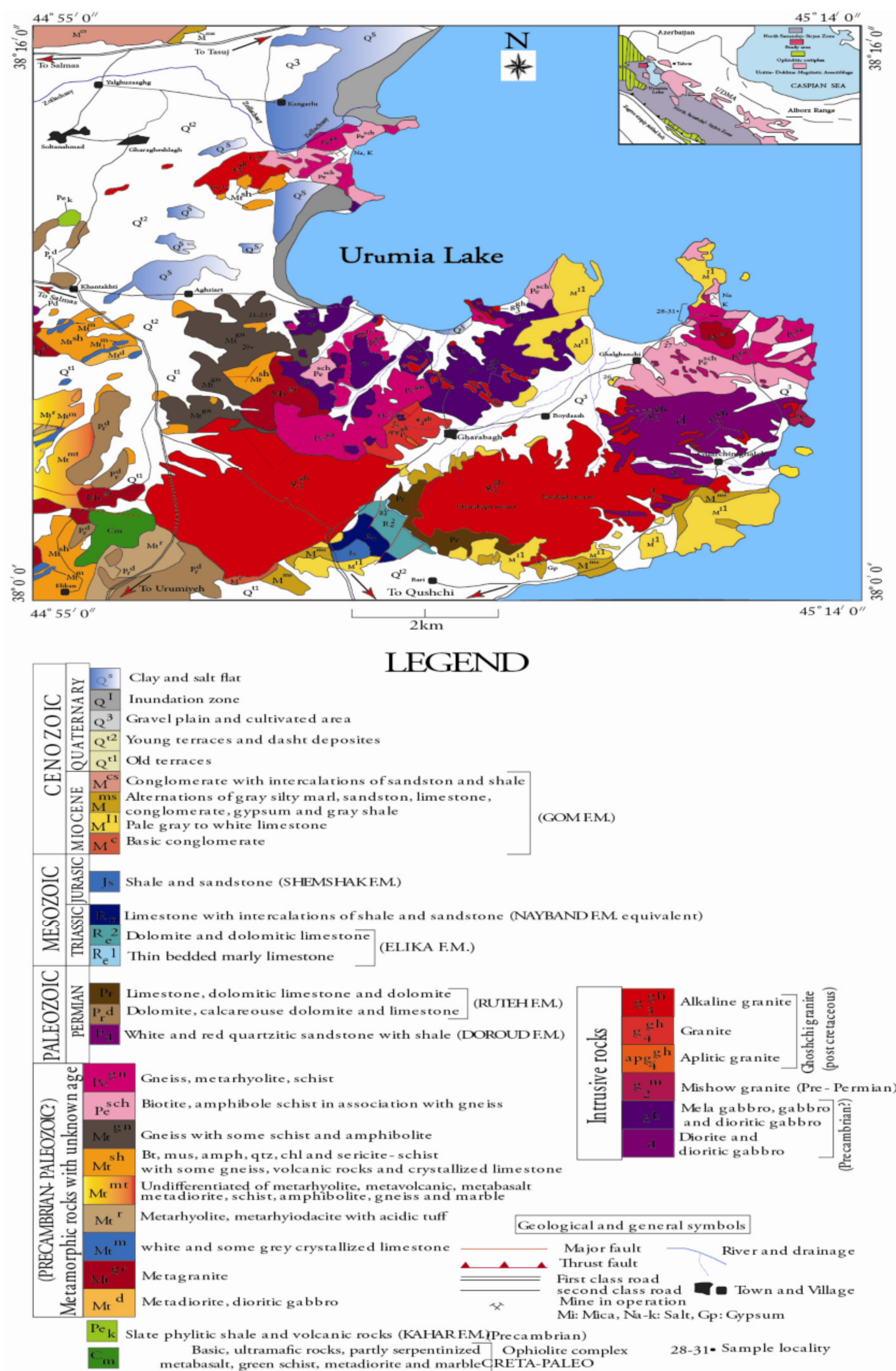
سنگ‌های دگرگونی، آتشفشانی و آذرین درونی دگرشکل یافته تشکیل شده است [۱۰]. اعتقاد بر این است که شمال غرب ایران و نواحی کنار آن شامل شمال شرق ترکیه و رشته کوه قفقاز کوچک منطقه‌ای پیچیده با هسته نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین است که این قطعه‌های کادومی همراه با ساختارهای پالئوزوئیک - مزوزوئیک جوش خورده‌اند و سپس با گستره‌های پهناوری از سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک پوشیده شده‌اند [۱۱]. همچنین حضور سنگ‌های آذرین دگرگون شده کادومی (اورتوگنیس) و رسوب‌های دگرگون شده (پاراگنیس) در شمال غرب ایران تائید شده‌اند [۱۲]. گنیس‌های شرق سلماس در شمال غرب پهنه سنندج – سیرجان در تناوب با دیگر سنگ‌های دگرگونی چون آمفیبولیت، شیست و متاریولیت هستند که توسط سنگ‌های رسوبی پرمین- ژوراسیک پوشیده شده و سپس توسط سنگ‌های نفوذی قطع شده‌اند و منسوب به پرکامبرین هستند [۱۳، ۱۴]. بررسی گنیس‌های شرق سلماس می‌تواند اهمیت بسیاری در روشن شدن ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، شیمی سنگ کل و تعیین شرایط زمین دینامیکی تشکیل این سنگ‌ها در بخش پایانی پهنه سنندج – سیرجان داشته باشد. سه نمونه از گنیس‌های مورد بررسی (SS22D, SS22G, SS16) برای تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش ذوب قلیایی و خوانش با طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP/MS) به آزمایشگاه شرکت MS Analytical کانادا فرستاده شدند.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در مرز بین استان‌های آذربایجان شرقی و غربی، در جنوب غرب، شهرستان تسوج، شرق سلماس و شمال ارومیه واقع است (شکل ۱). این منطقه دارای مختصات جغرافیایی ″۴۴°۵۵′۰ تا ″۴۵°۱۴′۰ طول شرقی و ″۳۸°۰′۰ تا ″۳۸°۱۴′۰ عرض شمالی است (شکل ۱). براساس زمان زمین-شناسی رخنمون انواع سنگ‌های پرکامبرین تا عهد حاضر در آن دیده می‌شود. کهن‌ترین سنگ‌های منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی بوده که شامل سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی (آرکوزی و آذرآواری نوع اسیدی)، تخریبی – تخریبی آتشفشانی و توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیت – دیوریت دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت است (شکل ۱). این سنگ‌ها بطور عمده در شرق مسیر جاده سلماس – ارومیه، شرق روستای قره قشلاق، جنوب روستای آق زیارت، شمال غرب روستای قره باغ و شمال شرق روستای قلقانچی رخنمون دارند. سنگ‌های دگرگونی منطقه بصورت مجموعه درهمی از گنیس، آمفیبولیت، شیست، سنگ‌های آذرین آتشفشانی و نفوذی دگرگون شده (چون متاولکانیت، متابازالت، متادیوریت، متاگرانیت، متا دیوریتیک- گابرو)، مرمر و آهک‌های بلوری هستند. اعتقاد بر این است که سازند کهر با دگرگونی بسیار ضعیف و همبری گسله روی مجموعه سنگ‌های دگرگونی قرار دارد که اغلب سن این سازند را پرکامبرین پسین در نظر می‌گیرند [۱۲، ۱۵]. گنیس‌ها از جمله سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند که از نظر فراوانی بیشترین حجم را پس از آمفیبولیت‌ها تشکیل می‌دهند. براساس مشاهدات صحرایی، گنیس‌ها بیشتر بصورت متناوب با دیگر واحدهای متابازیتی و آهک‌های بلوری دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ الف و پ و ۳ الف و ب). گنیس‌های منطقه در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری روشن تا تیره و با بافت‌های ریز تا درشت دانه هستند رخنمون گنیس‌ها در منطقه هم بصورت نواری با لایه-بندی گنیسی و هم به حالت دگرشکل با مقیاس‌های ریز تا درشت دیده می‌شوند (شکل‌های ۳ پ و ت).

گنیس‌های نواری دارای نوارهای جهت یافته و مشخص از کانی‌های تیره (آمفیبول و بیوتیت) و روشن (کوارتز و فلدسپات) هستند (شکل ۳ الف). گنیس‌های منطقه دارای رگه‌های سیلیسی بودین شده‌ای هستند که به احتمال بسیار در معرض محلول‌های گرمابی و کشش‌های وارده بوده‌اند. سنگ-های گنیسی منطقه بیشتر دارای قطعه‌هایی از سنگ‌های متابازیتی هستند که در مراحل بعدی با هم در اثر زمین‌ساخت منطقه دگرگون شده‌اند (شکل ۲ ت).

در مسیر جاده سلماس – ارومیه، نهشته‌های کربناتی پرمین با همبری گسله رواندگی بر مجموعه سنگ‌های دگرگونی قرار گرفته‌اند. از آنجا که این همبری در کل شمال غرب ایران مشهود است و همچنین با مقایسه‌ی این واحدها با واحدهای مشابه در کشور همسایه ترکیه، شاید بتوان گفت که سن سنگ‌های دگرگونی به احتمال بسیار پرکامبرین - پالئوزوئیک (پیش از پرمین) است [۱۲- ۱۵]. در برخی نقاط از منطقه مورد بررسی، مجموعه سنگ‌های دگرگونی با شکل‌های مختلف توسط توده‌های نفوذی قطع شده و سپس بطور دگرشیب با نهشته‌های الیگو-میوسن پوشیده‌شده‌اند [۱۳، ۱۴].



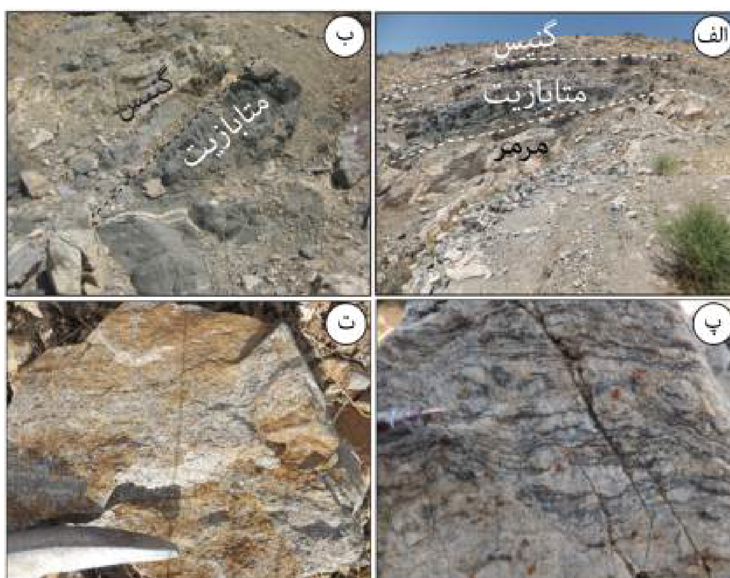
شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی، برگرفته از نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تسوج و سلماس.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.6.3]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.81]



شکل۲ دورنمایی از گنیس‌های منطقه: الف- رخنمون گنیس به همراه آمفیبولیت در ارتفاع‌های معدن میکای قره باغ (دید به سمت شمال)، ب- رخنمون گنیس در ارتفاع‌های روستای قره قشلاق (دید به سمت شرق)، پ- رخنمون گنیس و آمفیبولیت پیرامون روستای آق زیارت (دید به سمت جنوب غرب) و ت- سنگ‌های گنیسی به همراه قطعه‌هایی از آمفیبولیت درون آن پیرامون روستای قره قشلاق (دید به سمت شرق).



شکل ۳ دورنمایی از گنیس‌ها و انواع آن در منطقه: الف- تناوبی از واحدهای گنیس، متابازیت و آهک بلوری در ارتفاع‌های قره قشلاق (دید به سمت شمال)، ب- رخنمون گنیس و متابازیت همراه در ارتفاع‌های شمال شرق روستای قلقانچی واقع در غرب دریاچه ارومیه (دید به سمت جنوب شرق)، پ- گنیس نواری با برگوارگی گنیسی در ناحیه آق زیارت (دید به سمت جنوب) و ت- گنیس دگرشکل در ناحیه آق زیارت (دید به سمت شمال شرق).

نهشته‌های پرمین در منطقه ضخامت قابل توجهی دارند که بطور عمده توسط گسله‌های رانده و کم شیب روی مجموعه دگرگونی منطقه قرار گرفته‌اند. واحدهای پرمین در منطقه بطور عمده شامل ماسه سنگ‌هایی مشابه سازند درود در زیر و آهک-هایی مانند سازند روته در بخش بالایی هستند. در منطقه مورد بررسی، سازند درود شامل ماسه سنگ، ماسه سنگ‌های کوارتزی قرمز و سفید رنگ همراه با لایه‌هایی از شیل به ضخامت ۵۰ متر و سازند روته شامل دولومیت، آهک‌های دولومیتی، دولومیت‌های آهکی و سنگ آهک با چند صد متر ضخامت است که این واحدها با توجه به سنگواره‌های یافت

شده با سن پرمین پسین گزارش شده‌اند [۱۳، ۱۴]. نهشته‌های تریاس – ژوراسیک بطور عمده در گردنه قوشچی رخنمون دارند که شامل آهک مارنی نازک لایه، دولومیت، آهک دولومیتی (معادل‌های سازند الیکا)، آهک با تناوبی از شیل و ماسه سنگ (معادل سازند نایبند) و مخلوطی از شیل و ماسه سنگ (معادل سازند شمشک) هستند. در منطقه، رسوب‌های هم ارز سازند شمشک قابل مشاهده هستند که در آنها ریزسنگواره‌هایی به سن لیاس شناسایی شده و سپس توسط رسوب‌های الیگو - میوسن بطور دگرشیب پوشیده شده‌اند [۱۳، ۱۴]. واحدهای کرتاسه بیشتر بصورت مجموعه آمیزه رنگین دیده می‌شوند که براساس پژوهش‌های قبلی، از سنگ‌های جداگانه‌ای تشکیل شده‌اند. این مجموعه طی فرآیندهای ویژه‌ی زمین‌ساختی متفاوتی کنار هم قرار گرفته‌اند که شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین و رسوبی دگرگون شده در حد رخساره شیست سبز هستند. از دیدگاه رخساره دیرینگی، مجموعه آمیزه رنگین به بخش‌های مختلفی قابل تقسیم است که در پژوهش‌های پیشین، زمان در هم آمیختگی آنها را مانند سایر نقاط ایران به کرتاسه پسین نسبت داده‌اند، اما با توجه به بررسی‌های انجام شده در منطقه، آمیختگی را تا پالئوسن نیز ادامه داده‌اند [۱۳، ۱۴]. در منطقه مورد بررسی، مجموعه آمیزه افیولیتی شامل سنگ‌های فرابازیک (بیشتر سرپانتینیت)، بازی (گابرو، دیاباز، بازالت)، متوسط (دیوریت – آندزیت) و سنگ‌های دگرگونی (شیست سبز، آمفیبولیت با سنگ اولیه دیوریت و گابرو) به همراه سنگ‌های رسوبی نواحی عمیق مانند چرت‌های رادیولاریتی و آهک‌های مناطق عمیق است. نهشته‌های ترشیری منطقه با گستردگی بسیار مربوط به واحدهای میوسن هستند که بطور پیشرونده و با دگرشیبی زاویه‌دار بر سنگ‌های قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند [۱۳،۱۴]. واحدهای میوسن در منطقه (معادل سازند قم) از قدیم به جدید شامل کنگلومرای قاعده، آهک خاکستری کم رنگ تا سفید، تناوبی از مارن لای‌دار خاکستری، ماسه سنگ، آهک، کنگلومرا، سنگ گچ و شیل خاکستری، کنگلومرا با تناوبی از ماسه سنگ و شیل هستند. نهشته‌های کواترنر بیشتر بصورت آبرفت بوده که این رسوب‌ها شامل دو سامانه پادگانه آبرفتی و مخروط افکنه هستند. این نهشته‌ها به ترتیب سنی از قدیم به جدید شامل پادگانه‌های قدیمی، پادگانه‌های جوان و نهشته‌های دشت، دشت گراول و مناطق کشاورزی، مناطق سیلابی و پهنه‌های نمکی و رسی هستند. پادگانه‌های قدیمی بیشترین گستردگی را در منطقه دارند که بطور عمده از کنگلومرای نیمه سخت تشکیل شده‌اند. این پادگانه‌ها بصورت افقی و با دگرشیبی زاویه‌دار روی سازندهای قدیمی‌تر را پوشانده‌اند. پادگانه‌های جوان نسبت به پادگانه‌های قدیمی در ارتفاع پایین‌تری قرار دارند. پادگانه‌های جوان از نظر سنگ‌شناسی شامل قلوه سنگ، شن، ماسه‌ریز، لای و رس سخت نشده هستند. پهنه‌های نمکی و رسی در کرانه دریاچه ارومیه با تغییر سطح آب، گاه زیر آب رفته و گاه بیرون از آب قرار می‌گیرند که اغلب بصورت باتلاقی نیز دیده می‌شوند. توده‌های نفوذی بیشترین حجم سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند که شامل انواع اسیدی، متوسط، و مافیک هستند. گرانیت قوشچی گسترده‌ترین توده نفوذی منطقه است که بطور عمده در کوه‌های بای داغ، قره باغ، گردنه قوشچی و ارتفاع‌های شرق روستای قره قشلاق در بین سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین با سن اواخر پالئوزوئیک قرار دارد [۱۲، ۱۵]. این توده از سه واحد جداگانه گرانیت قلیایی، گرانیت و گرانیت آپلیتی تشکیل شده است. واحد گرانیت قلیایی بیش از ۹۰ درصد از حجم کل توده را تشکیل می‌دهد که دارای بافت دانه‌ای، درشت دانه صورتی رنگ و کانی‌هایی چون فلدسپات قلیایی، کوارتز و پلاژیوکلاز است. واحد گرانیت قلیایی منطقه مجموعه‌های دگرگونی را قطع کرده و سپس بطور دگرشیب توسط نهشته‌های میوسن پوشیده شده است [۱۳، ۱۴]. در برخی نقاط از منطقه مورد بررسی، واحد گرانیت قلیایی بصورت زائده‌های بسیار فراوان سبب قطع شدن سنگ‌های کهن و در نتیجه باعث کانی‌سازی در لبه رگه‌ها شده است. واحد گرانیت در شمال غرب روستای قره باغ رخنمون کوچکی دارد که با بافت پورفیری معدن میکای قره باغ را بوجود آورده است. گرانیت آپلیتی در جنوب غربی روستای قره باغ با برونزد کوچک به عنوان رخساره کرانه‌ای گرانیت بیوتیت‌دار محسوب می‌شود. در مورد سن جایگزینی گرانیت قوشچی اختلاف نظر وجود دارد بطوریکه با توجه به شواهد موجود در نواحی کناری منطقه، به اواخر کرتاسه – پالئوسن نسبت داده شده است [۱۳، ۱۴]. گابرو – دیوریت‌ها از دیگر توده‌های نفوذی منطقه هستند که ترکیب شیمیایی آنها از ملانوگابرو تا دیوریت متغیر است. واحد گابرو – دیوریت بیشتر در ارتفاع‌های شمال روستای قره باغ و گوارچین قلعه رخنمون دارند. براساس سن‌سنجی‌های گزارش شده، این توده‌ها با سن اواخر پالئوزوئیک درون سنگ‌های دگرگونی منطقه نفوذ کرده‌اند [۱۲، ۱۵]. بافت این سنگ‌ها دانه‌ای و متراکم بوده که بطور عمده از کانی‌های پلاژیوکلاز،

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.6.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.81]

پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، الیوین و کمی کوارتز تشکیل شده است. اندازه‌ی کانی‌های این سنگ‌ها از ریزبلور تا درشت بلور در تغییر است که بطور کلی بصورت توده‌های نفوذی بازی تا متوسطی هستند که درون نهشته‌های پرکامبرین جای گرفته‌اند [۱۳، ۱۴].

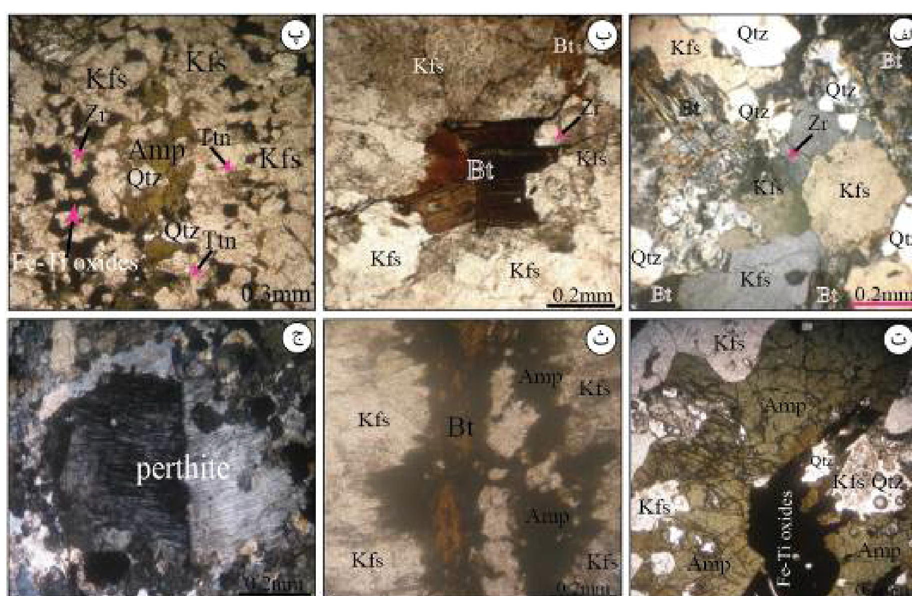
سنگ‌نگاری

گنیس‌ها از جمله سنگ‌های دگرگونی منطقه به شمار می‌آیند که براساس بررسی‌های صحرایی، در تناوب با آمفیبولیت‌ها و گاهی به عنوان سنگ دربرگیرنده قطعه‌های آمفیبولیتی دیده می‌شوند. بررسی‌های سنگ‌نگاری گنیس‌های منطقه نشان می‌دهد که تنوع سنگ‌شناسی این سنگ‌ها شامل ۶ گروه بیوتیت گنیس، آمفیبول گنیس، آمفیبول - بیوتیت گنیس، بیوتیت - گنیس مسکویت‌دار، مسکویت - بیوتیت گنیس و مسکویت - آمفیبول گنیس است. بیوتیت گنیس‌ها پیرامون ارتفاع‌های جنوبی روستای آق زیارت گستردگی به نسبت وسیع دارند که در نمونه دستی به رنگ سفید مایل به خاکستری دیده می‌شوند. این سنگ‌ها از نظر کانی شناسی شامل فلدسپات (بیشتر فلدسپار پتاسیم و کمتر پلاژیوکلاز)، کوارتز، بیوتیت و به همراه کانی‌های فرعی زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند. در این سنگ‌ها، بیوتیت‌ها جهت‌یافتگی ترجیحی بارز، کوارتزها خاموشی موجی و فلدسپات‌ها دگرسانی شدید از خود نشان می‌دهند. بافت عمده در این سنگ‌ها دانه‌شکفتی و غربالی است که در برخی از نمونه‌ها بافت دگرشکل نیز بندرت دیده می‌شود (شکل‌های ۴ الف و ب). آمفیبول گنیس‌ها در شمال روستای قلقانچی در کنار دریاچه ارومیه با گستردگی بسیار برونزد دارند که براساس بررسی‌های میکروسکوپی، شامل کانی‌های فلدسپات (بیشتر پلاژیوکلاز و کمتر فلدسپار پتاسیم)، آمفیبول، کوارتز و میکروکلین با بافت مشبک و به همراه کانی‌های فرعی تیتانیت و اکسیدهای Fe-Ti هستند. براساس بررسی‌های بافتی در این سنگ‌ها بیشتر آمفیبول‌ها از لبه و به موازات برگوارگی به کانی‌های تیتانیت و اکسیدهای Fe-Ti تبدیل شده‌اند (شکل ۴- پ). آمفیبول - بیوتیت گنیس‌ها بطور عمده پیرامون ارتفاع‌های جنوب شرق قره قشلاق و ارتفاع‌های شمال شرق قلقانچی (کنار دریاچه ارومیه) رخنمون دارند. آمفیبول - بیوتیت گنیس‌ها شامل کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، فلدسپات (عمدتا فلدسپار پتاسیم، کمتر پلاژیوکلاز و میکروکلین با بافت مشبک)، کوارتز و به همراه کانی‌های فرعی اکسیدهای Fe-Ti، زیرکن و تیتانیت هستند. آمفیبول - بیوتیت گنیس‌ها براساس بازبینی‌های نمونه‌دستی و بررسی‌های میکروسکوپی، با بافت دانه متوسط تا درشت دانه دیده می‌شوند که در آنها کانی‌های آمفیبول و بیوتیت جهت یافتگی ترجیحی بارزی از خود نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها اغلب، کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در محل برگوارگی و لبه به کانی‌های ثانویه و اکسیدهای Fe-Ti تبدیل شده‌اند. براساس بررسی‌های بافتی، از جمله بافت‌های عمده در این سنگ می‌توان به پرتیت و میرمکیت اشاره کرد. در برخی از آمفیبول - بیوتیت گنیس‌ها، فلدسپارهای پتاسیم با خاموشی موجی شدید و زمینه بازتبلور یافته بیانگر شدت دگرشکلی در این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۴ ت تا ج). بیوتیت گنیس مسکویت‌دار بطور عمده در ارتفاع‌های جنوب شرق روستای آق زیارت رخنمون به نسبت گسترده‌ای دارد که در نمونه دستی به رنگ روشن مایل به خاکستری رنگ است. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی شامل فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، میکروکلین با بافت مشبک، کوارتز، بیوتیت، مسکویت و به همراه کانی‌های فرعی زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند. از عمده‌ترین بافت‌ها در این سنگ، می‌توان به بافت‌های دانه شکفتی و غربالی اشاره کرد. بیوتیت در این سنگ‌ها تنها کانی سیلیکاتی تیره با جهت یافتگی ترجیحی بارز است. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، پلاژیوکلازها ماکل چندریخت، پتاسیم فلدسپارها خاموشی موجی و میکروکلین‌ها دگرسانی از خود نشان می‌دهند. اکسیدهای Fe-Ti در بیوتیت گنیس مسکویت‌دار هم بصورت اولیه و هم ناشی از دگرسانی بیوتیت‌ها حضور دارند. در این سنگ‌ها، کانی‌های زیرکن به عنوان کانی فرعی بصورت درشت دانه و شکل‌دار در فلدسپار پتاسیم دیده می‌شوند (شکل‌های ۵ الف تا ت). مسکویت - بیوتیت گنیس‌ها بیشتر در مسیر روستای آق زیارت به قره باغ برونزد به نسبت کمی دارند که به همراه گابروها قابل مشاهده هستند. این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی شامل فلدسپار پتاسیم، میکروکلین با بافت مشبک، کوارتز، مسکویت، بیوتیت و به همراه کانی‌های فرعی زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند. در این سنگ‌ها، کانی مسکویت هم بصورت اولیه و هم بصورت ثانویه از نوع مسکویت ریزدانه (سریسیت) ناشی از دگرسانی فلدسپار پتاسیم حضور دارد. از جمله بافت‌های عمده در این سنگ‌ها می‌توان به دانه شکفتی و غربالی اشاره کرد (شکل ۵ ث). مسکویت - آمفیبول گنیس‌ها بصورت رگه‌های چین خورده درون سنگ کهن در شمال شرق روستای قلقانچی پیرامون دریاچه ارومیه رخنمون دارند. براساس بازبینی‌های

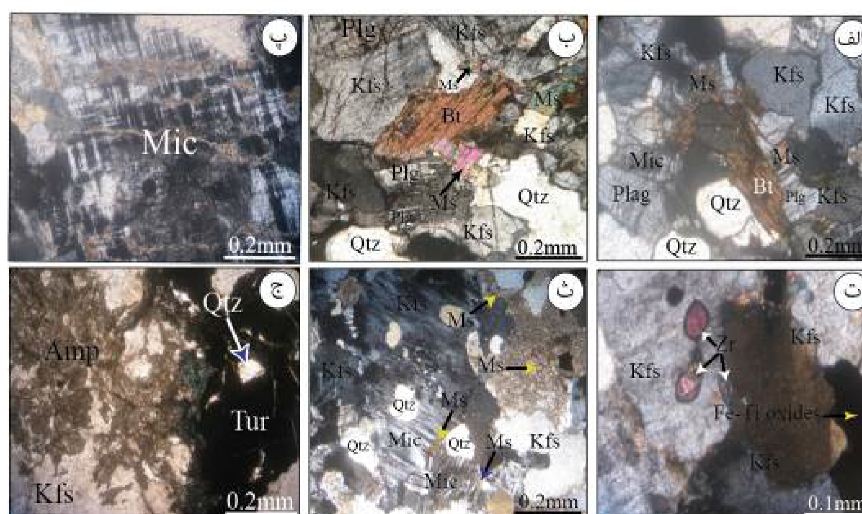
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.6.3]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.81]

نمونه دستی و بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های این سنگ‌ها شامل فلدسپات (بیشتر پتاسیم فلدسپار و کمتر پلاژیوکلاز)، کوارتز، مسکویت، میکروکلین، آمفیبول، تورمالین به همراه کانی‌های فرعی زیرکن و اکسیدهای Fe-Ti هستند. در این سنگ‌ها، کانی‌های تورمالین با دورنگی مشخص و رنگ آبی تا سبز تیره و سیاه بصورت درشت بلور و فلدسپار پتاسیم‌ها با خاموشی موجی دیده می‌شوند. کانی‌های آمفیبول و تورمالین در برخی از نمونه‌ها به علت دگرشکلی و فشارهای وارد شده، دچار جهت یافتگی ترجیحی بارزی شده‌اند (شکل ۵ ج).



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از گنیس‌های منطقه مورد بررسی: الف و ب) کانی‌های فلدسپار پتاسیم (Kfs)، کوارتز (Qtz)، بیوتیت (Bt) و زیرکن (Zr) در بیوتیت گنیس‌ها (به ترتیب در نور قطبیده متقاطع، xpl، و نور قطبیده صفحه‌ای، PPL)، پ) کانی‌های آمفیبول (Amp)، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و اکسیدهای Fe-Ti در آمفیبول گنیس‌ها (PPL)، ت، ث و ج) کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و بافت پرتیت در آمفیبول – بیوتیت گنیس‌ها (به ترتیب، در ppl، ppl و xpl).



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از گنیس‌های منطقه مورد بررسی: الف و ب) انباشت کانی‌های فلدسپار پتاسیم (Kfs)، میکروکلین (Mic)، پلاژیوکلاز (plg)، کوارتز (Qtz)، بیوتیت (Bt) و مسکویت (Ms) با بافت دانه شکفتی در بیوتیت گنیس مسکویت‌دار (XPL)، پ و ت) میکروکلین با بافت مشبک و زیرکن در فلدسپار پتاسیم در بیوتیت گنیس مسکویت‌دار (XPL)، کانی‌های فلدسپار پتاسیم، میکروکلین، کوارتز و مسکویت در مسکویت - بیوتیت گنیس‌ها (XPL) و ث و ج) کانی‌های آمفیبول (Amp)، تورمالین (Tur)، فلدسپار پتاسیم و کوارتز در مسکویت - آمفیبول گنیس (PPL).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.6.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.81]

شیمی سنگ کل و محیط زمین‌دینامیکی

با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل و با بررسی رفتارهای زمین‌شیمیایی عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و همچنین با توجه به نمودارهای زمین‌شیمیایی ویژه، سنگ خاستگاه اولیه، ویژگی‌های زمین شیمیایی و سنگ‌شناسی سنگ مادر و محیط زمین‌ساختی تشکیل گنیس‌ها بررسی شد. با توجه به شرایط ترمودینامیکی، سامانه‌های دگرگونی کاملا بسته نبوده بلکه در اثر سیال‌های مختلف دستخوش تغییرات گوناگون هستند از این رو در رابطه با زمین‌شیمی سنگ‌های دگرگونی، بهتر است از زمین شیمی عناصر غیرمتحرک استفاده شود، زیرا تحرک عناصر در اثر واکنش با سیال سبب تغییرات شیمیایی سنگ می‌شود. بررسی‌های علمی گسترده بر سنگ-های دگرگونی نشان می‌دهد که عناصری چون Si, Ca, K, Na بسیار متحرک و مایل به خارج شدن از سنگ هستند، ولی عناصری مثل Ti, Al, P و عناصر کمیاب چون V, Cr, Y, Nb, Zr بیشتر غیر متحرک هستند، و از آنها می‌توان در تعیین ویژگی‌های زمین شیمیایی سنگ‌های دگرگونی در رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت استفاده کرد [۱۶، ۱۷]. براساس هم ارزی شیمیایی سنگ‌ها [۱۸]، باید بتوان مجموعه‌ای از نمودارهای عمومی برای انواع سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی تعریف کرد که برپایه آن، مناطق مختلف زمین ساختی تشکیل سنگ‌ها را از هم تفکیک کرد. نیگلی براساس نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌ها پارامترهایی را برای سنگ-شناسی عنوان کرد که به اعداد نیگلی معروف شدند. بر این اساس، نسبت Si به کاتیون‌های مهم Al, Fe, Mg, Mn, K بیانگر نوع کانی‌های سیلیکاتی است که از مذاب متبلور می-شوند. برای تعیین سنگ مادر و نوع رسوب گنیس‌های منطقه، افزون بر نمودارها از پارامترهای نیگلی نیز استفاده شد که نتیجه مشابهی را نشان می‌دهند. اعداد نیگلی به دست آمده برای نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است. برای بررسی سنگ مادر گنیس‌های منطقه از نمودارهای دوتایی-Cr Mg و Zr/TiO_2-Ni [۱۹] استفاده شد (شکل‌های ۶ الف و ب) و چنان که دیده می‌شود، سنگ مادر آنها بیشتر از نوع رسوبی یا پاراگنیس است. برای شناسایی نوع سنگ رسوبی در ترکیب سنگ مادر گنیس‌های منطقه مورد بررسی از نمودارهای دوتایی تغییرات لگاریتمی Na_2O/K_2O و Fe_2O_3/K_2O نسبت به SiO_2/Al_2O_3 [۲۰] استفاده شد (شکل‌های ۶ پ و ت). بر این اساس، ترکیب سنگ مادر گنیس‌های مورد بررسی از نوع آرکوز بوده که این سنگ برپایه رده‌بندی سنگ‌های رسوبی، نوعی ماسه سنگ با فلدسپات بیشتر از ۲۵ درصد، مقدار کوارتز بالا، از نظر بافتی بالغ، دارای ویژگی‌های کانی‌شناسی نابالغ با رنگ صورتی (وجود فلدسپات) و قرمز (به علت اکسید آهن از نوع) است. براساس بررسی‌های مختلف، نمودار دوتایی تغییرات لگاریتمی Fe_2O_3/K_2O نسبت به SiO_2/Al_2O_3 کاربرد بیشتری دارد که به احتمال بسیار، علت این امر فرار تدریجی اکسیدهای قلیایی از سامانه سنگی است [۲۱-۲۶].

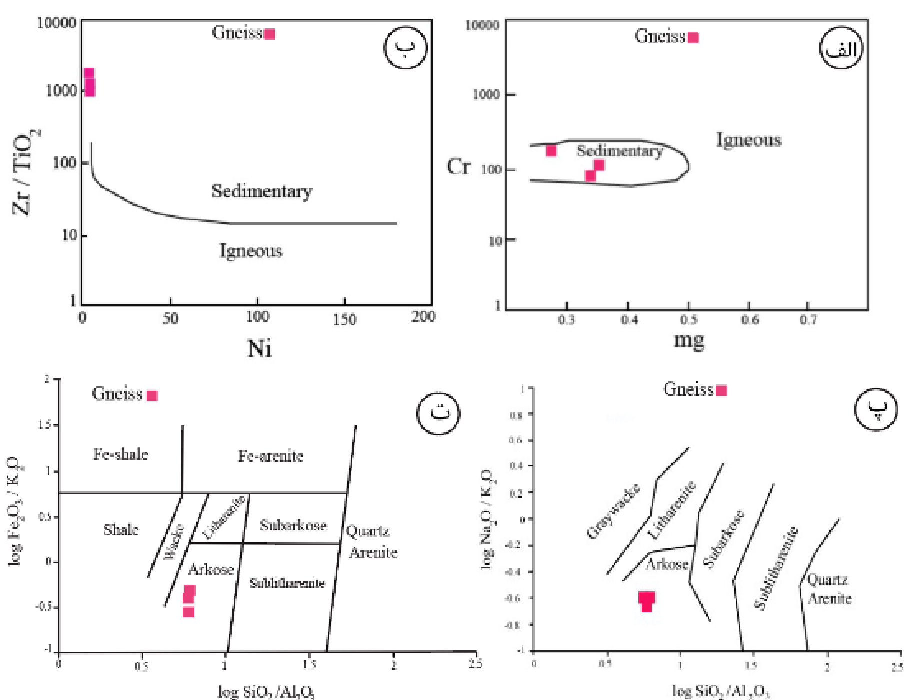
برای بررسی چگونگی قرار داشتن سنگ مادر رسوبی گنیس های منطقه مورد بررسی در آب و هواهای گذشته از نمودار دوتایی SiO_2 نسبت به $Al_2O_3+K_2O+Na_2O$ [۲۷] استفاده شد بر این اساس، ترکیب سنگ خاستگاه مادر بیشتر نمونه‌های گنیس از نظر روند بلوغ شیمیایی در گستره آب و هوایی مرز خشک به نیمه خشک قرار دارند که از نظر بافتی بصورت نابالغ هستند (شکل ۷ الف). ترکیب سنگ مادر نمونه گنیس‌های منطقه مورد بررسی در نمودار دوتایی K_2O نسبت به Na_2O [۲۸] در گستره رسوب‌های غنی از کوارتز با رابطه $K_2O/Na_2O=1$ قرار دارد (شکل ۳ ب). برای تعیین درصد هوازدگی سنگ آذرین خاستگاه رسوب‌ها از نمودار مثلثی ACNK [۲۹] استفاده شد بر این اساس، گنیس‌های شرق سلماس از دگرسانی در حد ضعیف از سنگ خاستگاه آذرین با ترکیب گرانیت متوسط تشکیل شده‌اند. شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) برای سنگ خاستگاه سنگ مادر نمونه‌های گنیسی مجموعه دگرگونی شرق سلماس حدود ۵۵ درصد است (شکل ۷ پ).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.6.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.81]

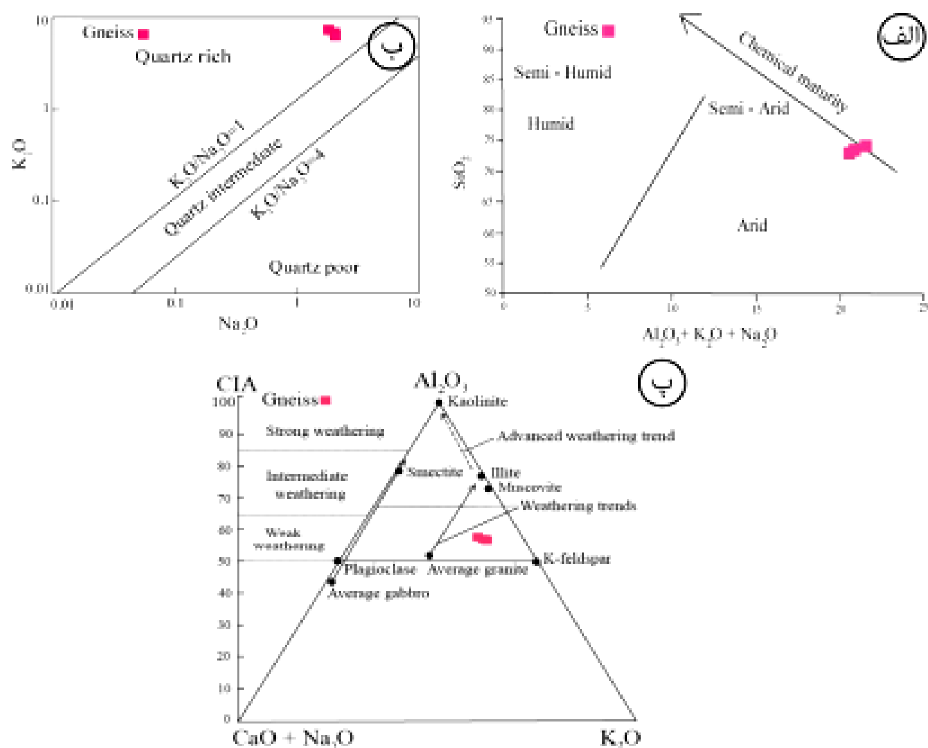
جدول ۱ یافته‌های تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش‌های طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) و ICP-MS و اعداد نیگلی محاسبه شده‌ی گنیس‌های شرق سلماس.

تجزیه شیمیایی سنک کل گنیس ها				اعداد نیگلی محاسبه شده گنیس ها			
نمونه	SS22D	SS22G	SS16	نمونه	SS22D	SS22G	SS16
SiO_2	۷۲٫۹۷	۷۳٫۵۷	۷۳٫۹۸	si	۴۱۹٫۵۷۵	۴۳۵٫۲۰۳	۴۶۰٫۶۵۴
TiO_2	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲	al	۴۰٫۳۸۵	۴۲٫۴۵۴	۴۵٫۳۴۸
Al_2O_3	۱۱٫۹۲	۱۲٫۱۸	۱۲٫۳۶	fm	۲۲٫۹۹۹	۱۸٫۹۹۱	۱۳٫۵۲۰
Fe_2O_3 □ □ □	۳٫۱۸	۲٫۵۴	۱٫۹۸	c	۰٫۹۸۶	۱٫۶۴۸	۰٫۷۳۴
FeO_t	۱٫۴۳	۰٫۸۱	۰٫۲۸	alc	۳۵٫۶۳۰	۳۶٫۹۰۷	۴۰٫۳۹۸
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۳	<۰٫۰۱	k	۰٫۶۷۹	۰٫۶۷۱	۰٫۷۲۱
MgO	۰٫۲۷	۰٫۴	۰٫۳	mg	۰٫۱۰۱	۰٫۱۸۶	۰٫۲۰۶
CaO	۰٫۱۶	۰٫۲۶	۰٫۱۱	c/fm	۰٫۹۹۵	۱٫۰۲۳	۰٫۹۳۷
Na_2O	۲٫۰۵	۲٫۱۲	۱٫۸۷	ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
K_2O	۶٫۶	۶٫۵۶	۷٫۳۳	p	۰٫۰۴۳	۰٫۰۸۷	۰٫۰۵۴
P_2O_5	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۴	qz	۱۷۷٫۰۵۳	۱۸۷٫۵۷۷	۱۹۹٫۰۶۴
BaO	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۰۹	–	–	–	–
Cr_2O_3	۰٫۰۲	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	–	–	–	–
SrO	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	–	–	–	–
LOI	۰٫۶۳	۰٫۴۴	۰٫۳۲	–	–	–	–
TC	۰٫۲۵	۰٫۱۱	۰٫۰۹	–	–	–	–
TS	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	–	–	–	–
مجموع	۹۸٫۲۱	۹۸٫۵۲	۹۸٫۶	–	–	–	–
Ba	۱۰۰۵	۱۰۹۰٫۹	۸۳۴٫۸	–	–	–	–
Ce	۱۰۱	۱۰۶٫۹	۹۱٫۹	–	–	–	–
Co	۲٫۳	۱٫۸	۱٫۱	–	–	–	–
Cr	۱۴۴	۶۹	۹۴	–	–	–	–
Cs	۱٫۲۸	۱٫۵۴	۱٫۲۵	–	–	–	–
Dy	۱۱٫۶۸	۷٫۳۷	۶٫۹۴	–	–	–	–
Er	۷٫۷۹	۳٫۸۹	۴٫۲۶	–	–	–	–
Eu	۱٫۲۲	۱٫۰۱	۰٫۸۴	–	–	–	–
Ga	۱۸٫۶	۱۷٫۴	۱۸٫۷	–	–	–	–
Gd	۱۰٫۲۲	۹٫۳۶	۷٫۷۹	–	–	–	–
Hf	۱۲٫۳	۸	۸٫۶	–	–	–	–
Ho	۲٫۵۳	۱٫۳۷	۱٫۴۲	–	–	–	–
La	۴۶٫۲	۴۹٫۶	۴۵٫۳	–	–	–	–
Lu	۱٫۱۵	۰٫۵	۰٫۵۵	–	–	–	–
Nb	۸٫۸	۶٫۲	۹٫۷	–	–	–	–
Nd	۴۶	۴۹٫۱	۴۱٫۱	–	–	–	–
Ni	۵٫۳	۲٫۹	۵٫۲	–	–	–	–
Rb	۱۹۴	۱۸۵٫۴	۲۳۷٫۶	–	–	–	–
Sc	۶٫۲	۶٫۷	۵٫۷	–	–	–	–
Sm	۱۰٫۲۶	۱۰٫۱۷	۸٫۴	–	–	–	–
Sn	۶	<۵	۶	–	–	–	–
Sr	۴۹	۳۴٫۶	۳۴	–	–	–	–
Ta	۰٫۸	۰٫۵	۰٫۷	–	–	–	–
Tb	۱٫۷۷	۱٫۳۲	۱٫۲۳	–	–	–	–
Th	۹٫۷۱	۱۶٫۴۵	۱۰٫۲۸	–	–	–	–
Tm	۱٫۱۷	۰٫۵۲	۰٫۵۹	–	–	–	–
U	۱٫۸۷	۱٫۸۸	۲	–	–	–	–
V	۱۶	۱۴	۱۸	–	–	–	–
W	۱	۱	۱	–	–	–	–
Y	۷۱٫۲	۳۶٫۹	۳۸٫۷	–	–	–	–
Yb	۷٫۷۵	۳٫۴۵	۳٫۷۹	–	–	–	–
Zr	۴۲۷	۲۴۷	۲۴۷	–	–	–	–

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.6.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.81]



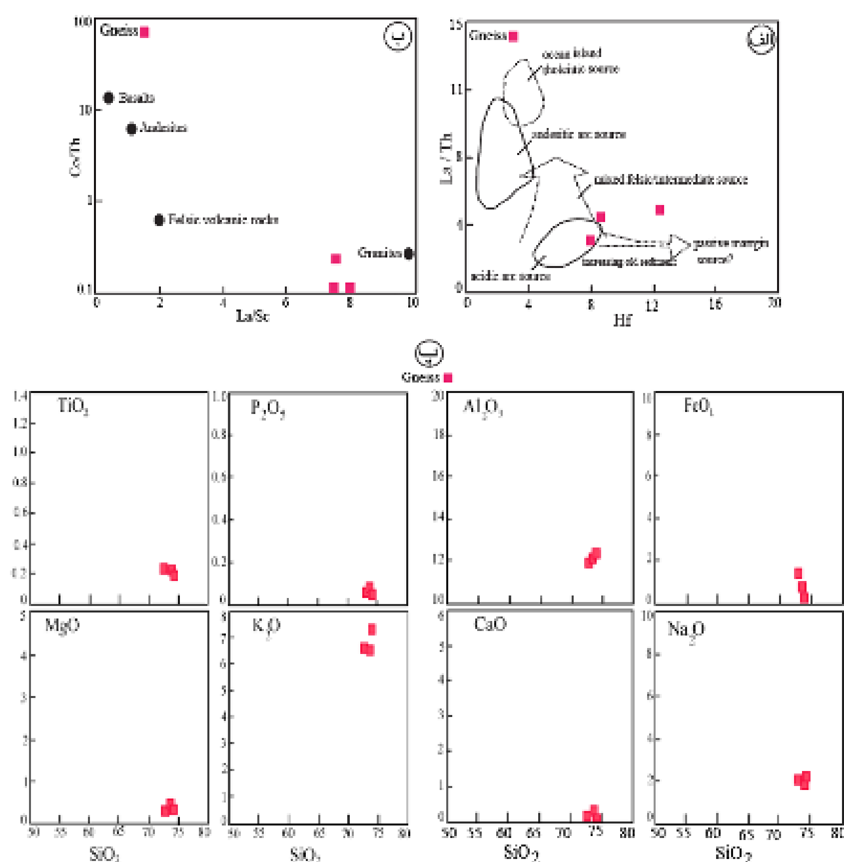
شکل ۶ الف و ب) نمودارهای دوتایی Cr-mg و Ni - Zr/TiO_2 [۱۹]. برای بررسی سنگ مادر رسوبی و آذرین گنیس‌های مجموعه دگرگونی منطقه از نوع رسوبی یا پاراگنیس است. mg از اعداد نیگلی است)، پ و ت) که بر این اساس، خاستگاه آنها نمودارهای دوتایی بر پایه تغییرات لگاریتمی Na_2O/K_2O و Fe_2O_3/K_2O نسبت به SiO_2/Al_2O_3 [۲۰] برای تعیین نوع سنگ رسوبی مادر گنیس‌های منطقه که بر این اساس بیشتر از نوع آرکوز است.



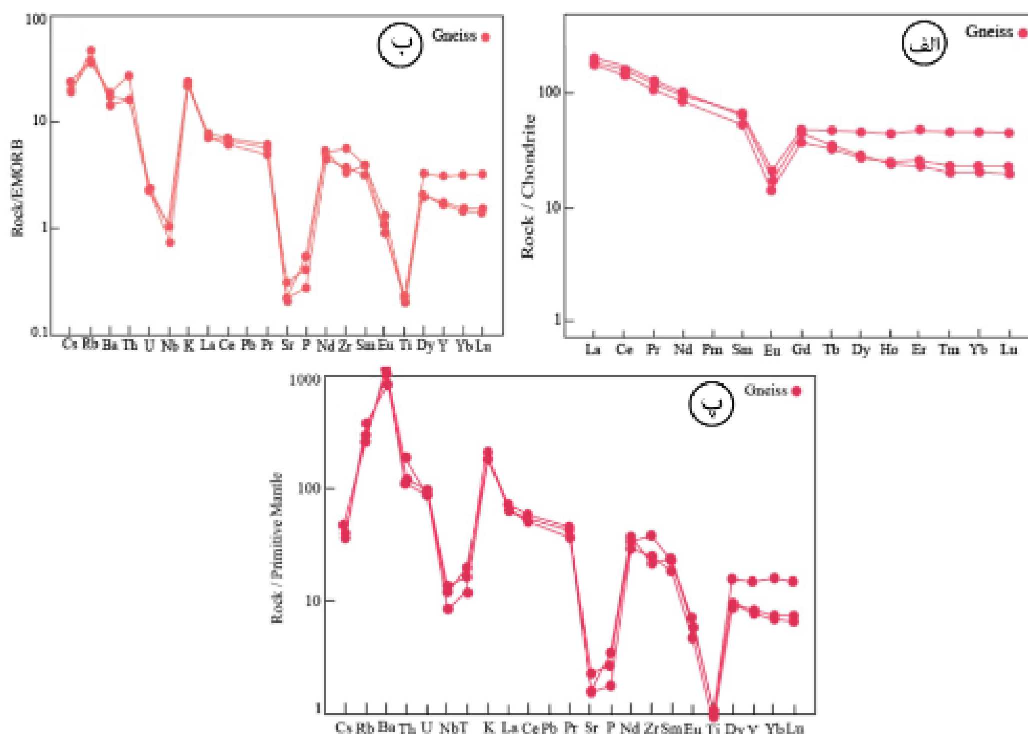
شکل ۷ الف) نمودار دوتایی SiO_2 نسبت به $Al_2O_3+K_2O+Na_2O$ [۲۷] برای بررسی وضعیت دیرینه اقلیم سنگ مادر گنیس‌های منطقه مورد بررسی، ب) نمودار K_2O نسبت به Na_2O [۲۸] برای تعیین مقدار کوارتز در رسوب‌های سنگ خاستگاه گنیس‌ها و پ) نمودار ACNK [۲۹] برای تعیین درجه هوازدگی سنگ آذرین خاستگاه رسوب‌های گنیس‌های شرق سلماس.

با توجه به بررسی نمودار تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 [۳۰-۳۲] برای سنگ خاستگاه سنگ مادر گنیس‌های منطقه مورد بررسی، اکسیدهای اصلی چون Al_2O_3, K_2O, Na_2O, CaO و P_2O_5 نسبت به افزایش SiO_2 روند خطی صعودی با شیب ملایم را نشان می‌دهند، در حالیکه اکسیدهای FeO_t, TiO_2 و MgO دارای روند خطی نزولی هستند (شکل-های ۸ پ و ت). در واقع، روند خطی در نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی سنگ‌های خاستگاه مادر گنیس‌ها بیانگر اهمیت ذوب‌بخشی در شکل‌گیری این سنگ‌هاست. در حالت کلی، فرایندهای ذوب‌بخشی، میگماتیتی‌شدن و گرانیتی‌شدن روند خطی را کنترل می‌کنند. عناصر خاکی نادر (REE) در سنگ‌های با سنگ مادر رسوبی وابسته به ویژگی‌های خاستگاه، هوازدگی، درونزایی، جورشدگی رسوب‌ها و زمین شیمی خود عنصر هستند که برای تعیین فرآیندهای زمین شیمیایی ویژه و شناسایی خاستگاه‌های رسوبی می‌توان از آنها استفاده کرد [۳۳]. این عناصر در فرآیندهای درونزایی و دگرگونی تغییری نمی‌کنند، بلکه بیشتر در بخش‌آواری رسوب‌ها حمل شده و نشان دهنده شیمی خاستگاه آنها هستند [۳۳]. اعتقاد بر این است که میانگین فراوانی عناصر خاکی نادر در سنگ‌های رسوبی برابر با غلظت این عناصر در پوسته قاره‌ای بالایی است که برای مثال، فرآیندهای رسوبی غلظت‌های مختلف REE را که طی فرآیندهای آذرین دچار تفکیک شده‌اند، همگن و یکنواخت می‌کنند [۳۳]. براساس بررسی‌های صورت گرفته، نمونه‌های گنیس مورد بررسی در نمودار پراکندگی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت، بیشتر روند موازی نشان می‌دهند. در این نمودار، عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین غنی‌شدگی به نسبت خوبی دارند (شکل ۹ الف). در مذاب‌های فلسی، فازهای فرعی مثل اسفن، زیرکن، آپاتیت، آلانیت و مونازیت آثاری شبیه به گارنت دارند که باعث فقیرشدگی عناصر خاکی نادر سنگین می‌شوند [۳۳]. عنصر یوروپیم (Eu) به عنوان یکی از عناصر با شدت میدان پایین (LFSE) و سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) دارای ناهنجاری منفی است (شکل ۹ الف). بیشتر ناهنجاری منفی Eu بویژه در ماگماهای فلسی توسط فلدسپات‌ها کنترل می-شود، زیرا Eu در پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم سازگار است و جدا شدن این دو کانی از مذاب در اثر جدایش بلوری و یا ذوب‌بخشی (در تفاله باقی می‌ماند) سبب ناهنجاری منفی Eu می‌شود [۳۳]. در نمودار پراکندگی عناصر خاکی نادر و کمیاب بهنجار شده به بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نوع مورب غنی شده (EMORB) برای گنیس‌های منطقه مورد بررسی، ناهنجاری منفی در Nb, Sr, P و Ti و ناهنجاری مثبت در Rb, K, Th, Ba و Cs دیده می‌شود (شکل ۹ ب)، که عناصری چون Nb, P و Ti بیشتر از نوع نامتحرک، و Sr, Rb, K, Th, Ba و Cs از گروه متحرک‌ها و ناسازگار هستند [۳۳]. بطور کلی، غلظت عناصری چون P توسط آپاتیت، Sr با پلاژیوکلاز و Ti, Nb و Ta توسط ایلمنیت، روتیل و اسفن کنترل می‌شود [۳۳]. ناهنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای بوده و بیانگر شرکت پوسته‌ای در فرآیندهای ماگمایی است. استرانسیوم (Sr) به عنوان یک عنصر متحرک که نشان دهنده پوسته قاره‌ای است، بدلیل آنکه از کاتیون‌های کوچکتر است براحتی شسته می‌شود و از این رو، در نمودار بهنجار شده به EMORB دارای ناهنجاری منفی است [۳۳]. نمودار عناصر خاکی نادر و کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه گنیس‌ها تقریباً مشابه الگوی نمودار بهنجار شده به EMORB است. در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه، نمونه‌های گنیس منطقه مورد بررسی دارای ناهنجاری مثبت Rb, Ba و K و ناهنجاری منفی Ti, P و Sr هستند (شکل ۹ پ). در این نمودار نیز عنصر Sr دارای ناهنجاری منفی است که می‌تواند ناشی از فرآیند شسته شدن باشد [۳۳]. غلظت بالای عناصر متحرک چون Rb, Ba و K در گنیس‌های شرق سلماس می‌تواند بیانگر پوسته قاره‌ای باشد [۳۴]. نمودارهای بهنجار شده، گنیس‌های مورد بررسی همخوانی خوبی با نمودارهای پاراگنیس‌های نوعی که شامل میانگین شیل‌های پس آرکئن (PAAS)[۳۴]، UC [۳۵] و شیل آمریکای شمالی (NASC) [۳۶] نشان می‌دهد. برای تعیین سنگ خاستگاه آذرین رسوب‌های گنیس‌ها از نمودارهای دوتایی La/Th نسبت به Hf و Co/Th نسبت به La/Sc [۳۷] استفاده شد که بر این اساس، سنگ خاستگاه آذرین رسوب‌های ترکیبی اسیدی از نوع گرانیت است که با توجه به نمودار از روند رسوب‌های کرانه قاره‌ای پیروی می‌کند (شکل‌های ۸ الف و ب). محیط تشکیل زمین‌ساختی گنیس-های منطقه مورد بررسی باتوجه به نمودار تغییرات لگاریتمی K_2O/Na_2O نسبت به SiO_2 [۳۸] و نمودارهای مثلثی -Th La-Sc و Sc-Th-Zr/10 [۳۹] (شکل ۱۰) بیشتر از نوع کرانه قاره‌ای است.

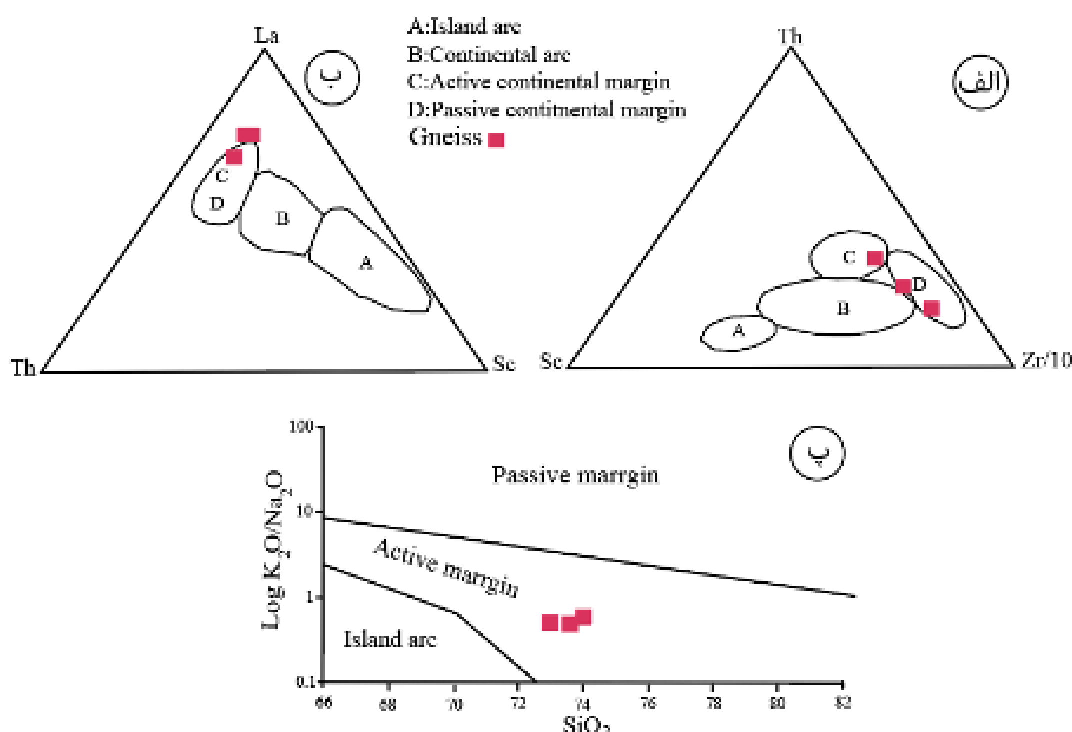
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.6.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.81]



شکل ۸ الف و ب) از نمودارهای دوتایی La/Th نسبت به Hf و Co/Th نسبت به La/Sc [۳۷] برای تعیین سنگ خاستگاه آذرین رسوب‌های گنیس‌های منطقه و پ و ت) نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به SiO_2 [۳۰] برای بررسی سنگ مادر گنیس‌های منطقه.



شکل ۹ نمودارهای تغییرات عناصر خاکی نادر و کمیاب بهنجار شده الف) کندریت، ب) EMORB و پ) گوشته اولیه [۴۰] گنیس‌های منطقه.



شکل ۱۰- الف و ب) نمودارهای مثلثی Th-La-Sc و Sc-Th-Zr/10 [۳۹] و پ) نمودار تغییرات لگاریتمی K_2O/Na_2O نسبت به SiO_2 [۳۸]برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ خاستگاه رسوبی گنیس های منطقه کرانه قاره‌ای فعال است.

برداشت

گنیس‌ها به عنوان یکی از واحدهای مجموعه دگرگونی شرق سلماس (شمال غرب ایران) در غرب دریاچه ارومیه و در برخوردگاه دو پهنه مهم ساختاری سنندج – سیرجان و ایران مرکزی قرار دارند. آنها در تناوب با دیگر سنگ‌های دگرگونی از قبیل آمفیبولیت، شیست و متاریولیت هستند که توسط سنگ-های رسوبی پرمین- ژوراسیک پوشیده شده و سپس توسط سنگ‌های نفوذی قطع شده‌اند و با توجه به شواهد صحرایی، منسوب به پرکامبرین هستند [۱۳، ۱۴]. بررسی این سنگ‌ها می‌تواند اهمیت بسیاری در روشن‌شدن ویژگی‌های زمین-شیمیایی، شیمی سنگ کل و تعیین شرایط زمین دینامیکی تشکیل آنها در دورترین بخش پهنه سنندج – سیرجان داشته باشد. رخنمون گنیس‌ها در منطقه به دو صورت نواری و دگرشکل با مقیاس‌های ریز تا درشت دیده می‌شوند. گنیس-های نواری دارای نوارهای جهت یافته و مشخصی از کانی‌های تیره (آمفیبول و بیوتیت) و روشن (کوارتز و فلدسپات) و بیشتر دارای رگه‌های سیلیسی بودین شده‌ای هستند که به احتمال بسیار در معرض محلول‌های گرمابی و نیروهای کشش وارد شده بوده‌اند. گنیس‌های مورد بررسی بیشتر دارای قطعه‌هایی از سنگ‌های متابازیتی هستند که با هم در اثر زمین‌ساخت منطقه دگرگون شده‌اند. بررسی‌های سنگ‌نگاری گنیس‌های منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها شامل بیوتیت گنیس، آمفیبول گنیس، آمفیبول - بیوتیت گنیس، بیوتیت - گنیس مسکویت‌دار، مسکویت - بیوتیت گنیس و مسکویت - آمفیبول گنیس هستند. با توجه به نتایج به دست آمده از شیمی سنگ کل، گنیس‌های مورد بررسی از نوع پاراگنیس با سنگ‌مادر رسوبی از نوع آرکوز و از نظر بافتی بصورت نابالغ هستند سنگ-آذرین خاستگاه رسوب‌ها در حد ترکیب گرانیت با شاخص

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.6.3]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.81]

شیمیایی دگرسانی ۵۵ درصد بدست آمد. روند خطی صعودی با شیب ملایم اکسیدهای اصلی چون Al_2O_3, K_2O, Na_2O, CaO و P_2O_5 و روندی خطی نزولی اکسیدهای FeO_t, TiO_2 و MgO نسبت به افزایش SiO_2 بیانگر فرآیند ذوب‌بخشی در شکل‌گیری گنیس‌هاست. الگوی نمودارهای بهنجار شده به کندریت، EMORB و گوشته اولیه، گنیس‌های مورد بررسی همخوانی خوبی با نمودارهای پاراگنیس‌های نوعی دنیا نشان می‌دهد. با توجه به بررسی‌های انجام شده، محیط تشکیل این گنیس‌های از نوع کرانه قاره‌ای با روند فعال بدست آمد که سن‌سنجی آنها و سنگ‌های همراه به تکمیل شدن تاریخچه منطقه کمک شایانی می‌کند.

مراجع

[1] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: a review*", The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (1968) 1229-1258.

[2] Stocklin J., *"Possible ancient continental margins in Iran. In: Bruke, C.A., Drack, C.L. (Eds.), The Geology of Continental Margins*, Springer, New York, (1974) pp. 873-887.

[3] Sabzehei M., Mohammadiha K., "*Geological map of Gangejin (Serow)",* Scale 1:100000. Geological Survay of Iran (2003).

[4] Nabavi M. H., *"An introduction on iran geology*", organization of geology and mine explorations of country, 109 p (1355).

[5] Ghasemi A., Talbot C. J., *"A new tectonic scenario for the Sanandaj- Sirjan zone (Iran)*", Journal of Asian Earth Sciences 26 (2005) 683-693.

[6] Eftekharnezhad J., *"Distinction of different parts of Iran in view of structure situation related to sedimentary basins*", oil society publication. 82 issu, (1359) pp. 19-28

[7] Stampfli G.M., *"Etude Geologique generable de l' Elbourz oriental au sud de Gonobad-e-Qabus (Iran, NE). PhD Thesis*", Univ. Geneve, (1978). 329 pp.

[8] Alavi M., *"Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethy remnants in northeastern Iran*", Geol. Soc. Am. Bull. 103 (1991) 983-992.

[9] Alavi M., *"Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations*", Tectonophysics 229 (1994) 211-238.

[10] Mohajjel M., Fergusson C.L., *"Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone*", western Iran. Journal of Structural Geology 22 (2000) 1125–1139.

[11] Shafaii Moghadam H., Stern R.J., *"Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(I) Paleozoic ophiolites*", Journal of Asian Earth Sciences 91 (2014) 19–38.

[12] Shafaii Moghadam H., Li X-H., Ling X-X., Stern R J., Santos J. F., Minhold G., Ghorbani Gh., Shabani sh., *"Petrogenesis and tectonic implications of late Carboniferous A type granites and gabbronorites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints*", Journal of Lithos, 266-279 (2015).

[13] Khodabandeh AA, Aminifazl A., *"Geology map of 1/100000 Tasuj, organization of geology and mine explorations of country* (1372).

[14] Khodabandeh A A, Aminifazl A., *"Geology map of 1/100000 Salmas, organization of geology and mine explorations of country* (1372).

[15] Asadpour M., Heuss S., Pourmaafi S. M., *"New evidences of Precambrian and Paleozoic magmatism in the Gharebagh intrusives, NW of iran,* Journal of Earth Sciences (1392).

[16] Rollinson H.R., *"Using geochemical data: evaluation, presentation*", interpretation. Longman Group, UK, lst edition. 352p (1993).

[17] Coish R.A., *"Rift and ocean floor volcanism from the late Proterozoic and Early Paleozoic of the Vermont Appalachians in Sinha, A.K., Whalen, J.B., Hogan, J.P. eds.*, The nature of magmatism in the Appalachian Orogen. Geological Society of America Memoir 191 (1997) 129-145.

[18] Niggli P., *"Gesteins-und Mineralprovinzen (Vol. 1). Gebruder Borntraeger* (1923).

variations in flysch arenites (greywackes). In: Doti, R.H., Shaver, R.H. (Eds.)". Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation: Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication, 19 (1974) 304–310.

[29] Nesbitt H. W., Young G.M., *"Early Proterozoic Climate and Plate Motion Inferred from Major Element Chemistry of lutites*", Nature, 299 (1982) 715 -717.

[30] Harker A., *"The Natural History of Igneous Rocks*", Methuen and Co., London (1909).

[31] Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A., Walker D., *"U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic – Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeographym magmatism*", and exhumation history of Iranian basement. Thectonophysics 451 (2008) 71–96.

[32] Balaghi Enalou M., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., Mohajjel M., *"Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran*". The journal of Asian Earth Sciences 92 (2014) 92-124.

[33] Rollinson H.R., *"Using geochemical data: evaluation*", presentation, interpretation.580p (1949).

[34] McLennan S. M., *"Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes*", Rev. Mineral., 21 (1989) 169–200.

[35] Taylor S.R., McLennan S.M., *"The Continental Crust: Its Composition and Evolution*", Blackwell London, England (1985).

[36] Gromet L. P., Dymek R. F., Haskin L. A., Korotev R. L., *"The "Nort American Shale Composite": its compilation*", major and trace elements characteristics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48 (1984) 2469-2482.

[37] Floyd P.A., Leveridge B.E., *"Tectonic environment of the Devonian Gramscatho Basin South Cornwall: framework mode and*

[19] Winchester J.A., Park R.G., Holland J.G., *"The geochemistry of lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross. Scott*", J. Geol. 16 (1980) 165–179.

[20] Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., *"Sand and sandstones*", Springer-Verlag, New York, U.S.A (1972).

[21] Herron M. M., *"Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data*", Journal of Sedimentary Geology, 58 (1988) 820-829.

[22] Abu El-Enen MMA Will TM, Okrusch M., *"P-T evolution of the Pan-African Taba metamorphic belt, Sinai, Egypt: Constraints from metapelitic mineral assemblages*. J Afri Earth Sci 38: 59-78.

[23] Lopez de Luchi M, Cerredo ME, Siegesmund S, Steenken A, Wemmer K., *"Provenance and tectonic setting of protholiths of the Metamorphic Complexes of Sierra de San Luis*", Asociacion Geologica Argentina 58 (4) (2003) 525-540.

[24] Moyen JF, Watt GR., *"Pre-Nagssugtoqidian crustal evolution in West Greenland: geology*", geochemistry and deformation of supracrustal and granitic rocks north-east of Kangaatsiaq. Geol Surv Denmark Greenland Bull 11 (2006) 33-52.

[25] Drost K., Linnemann U., Wemmer K., Budil P., kraft P., Fatka O., Marek J., *"Provenance and Early diagenetic processes of the Ordovician Sarka Formation at Praha Cerveny vrch hill (Barrandian*", Czech Republic). bull Guosci 78 (2003) 147-156.

[26] Osae S., asiedu D.K., Banoeng-Yakubo B., Koeberl C. Dampare S.B., *"Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buen sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes*", J Afri Earth Sci 44 (2006) 85-96.

[27] Dutta P.K., Suttner L.J., *"Alluvial sandstone composition and paleoclimate. L. Framework mineralogy*", Journal of Sedimentary Petrology, 56 (1986) 329-345.

[28] Crook K.A.W., *"Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional*

tectonics and tectonic discrimination of sedimentary basins", Contributions to Mineralogy and Petrology, 92 (1986) 181-193.

[40] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. Norry, M.J.(eds), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society*", London, Special Publications: l42 (1989) 313– 345. *geochemical evidence from turbiditic sandstones.* Journal of the Geological Society of London, 144 (1987) 531–542.

[38] Roser B. P., Korsch R.J., *"Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO2 content and K2O/Na2O ratio*",. The Journal of Geology, 94 (1986) 635-650.

[39] Bhatia M. R., Crook K.A.W., *"Trace elements characteristics of greywackes and*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.6.3]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.81]